

井下地震儀微震觀測 (II)

期末報告

馬國鳳 林彥宇 王郁如 鄭惠文

國立中央大學地球物理研究所

摘要

歷年以來，地震研究多以研究地表測站的紀錄為主，因此資料品質深受站址及雜訊的影響，無法分析微小地震。台灣車籠埔深鑽(TCDP)在斷層帶上下設置 7-level 地震儀，深度為地下 850~1300 公尺。此井下地震儀紀錄可紀錄極微小地震，且低雜訊，將可有效的分析，小地震至大地震的地震波相特性。TCDP-A 井中安裝三分量七層井下地震儀陣列，間距為 50 到 60 公尺，跨越車籠埔斷層主要破裂帶 1111 公尺，在分析 TCDP 井下地震儀的資料及經驗後，我們將井下地震儀的分析應用到氣象局井下地震儀，在原來研究的架構之下本計畫在計劃中，加入分析氣象局井下地震儀方向修正的探討，目前分析的井下加速度地震儀的方位角校準值，WJS 站的修正值為北往西 128 度、HWA 站為北往東 152 度，而 NNSH 站則為北往東 90 度。修正後其紀錄完整地震波形，有能力偵測更小的地震。由氣象局地震網的定量的地震，我們得到井下地震儀紀錄的振幅與規模的關係式，進而未來根據此關係式，可以針對地震觀測網沒有紀錄但井下地震儀紀錄到的微小紀錄，做規模的訂定，了解每一井地震站的偵測能力，未來將以此經驗，運用到其它氣象局的井下測站，分析其波形特性並了解其偵測能力。在此三年期的計畫中，陸續由以上的計畫目標進行觀測及研究，以目前及未來持續紀錄的地震分析其特性以助於了解台灣區域構造及地震斷層的特性。

簡介

在近幾年的地球科學研究當中，研究斷層帶中有許多利用深鑽的方法進行觀測研究，例如：美國 San Andreas Fault 上的 SAFOD 計畫和日本 Nojima Fault 的鑽

探計畫，都是希望更了解斷層帶以解析地震發生時的行為模式，當然最終的目的是期望對斷層多一分了解，使地震對我們少一分災難，所以無論是在地質方面可以利用鑽井資料了解斷層帶周圍的岩性變化等，地球化學中可以了解斷層帶能量上化學之轉變等，或是地球物理層面去了解斷層帶應力場、能量變化、物理行為等；而前人使用深鑽之井下地震儀方式對於斷層帶衰減特性的討論中，Jongmans and Malin(1995)對於貫穿加州的聖安地列斯斷層 (San Andreas Fault) 利用頻譜比值 (spectral ratio) 去除震源效應得到斷層帶一維之 S 波衰減模型，指出斷層帶中深度 300 公尺至 600 公尺其 Q_s 為 8，深度 500 公尺至 900 公尺中 Q_s 為 65，所以斷層帶 300 公尺至 900 公尺之間的平均 Q_s 值為 37。而 Abercrombie(2000)在 Jongmans and Malin(1995)相同的位置(聖安地列斯斷層之東北側)，利用頻譜比值法 (spectral ratio methods) 得到一維的 P 波、S 波衰減模型，在深度 300 公尺以上 $Q_p \sim 20$ 、 $Q_s \sim 10$ ， Q 值隨著深度的增加在深度 298~938 公尺 $Q_p \sim 30$ 、 $Q_s \sim 31$ ，其平均 $Q_p \sim 33$ 、 $Q_s \sim 18$ 。可以發現上述兩種研究結果甚異，討論其原因，Jongmans and Malin(1995)只討論 Q_s ，且時間視窗選取過大，將反射波影響併入，及需要更一致性的速度構造模型，以降低估算 Q 值的誤差。另外，Abercrombie(2000)假設斷層帶周圍深度 5 公里以下的 Q 值，得到聖安地列斯斷層之東北 ($Q_{NE} \sim 100$)及西南 ($Q_{SW} \sim 200$)兩側深度 5 公里以上的 Q 值，逆推計算出此 5 斷層帶的 $Q_p \sim 50$ 、 $Q_s \sim 80$ 。而 Bennington(2008)利用 SAFOD 計畫中深鑽地點之井下地震儀和地表地震網的結合，得到聖安地列斯斷層帶之三維 P 波及 S 波的衰減模型，研究中斷層帶西南側之淺層受到低速的沉積層一影響其 Q_p 、 $Q_s = 50-70$ ，深層為高 Q 值(Q_p 、 $Q_s = 250-300$)則由於堅硬的基盤導致；斷層帶東北側之淺層 Q_p 、 $Q_s = 50-75$ 被解釋為此區富含流體(fluid rich zone)所造成，深層高 Q 值(Q_p 、 $Q_s = 220-300$)是由於此區域地層之壓力隨著深度增加導致裂隙閉合(crack closure)，前人認為因深層高 Q 值現象使得沒有流體通路 (fluid pathway)將東北側淺層之流體傳送至斷層帶；而斷層帶之 Q_p 、 Q_s 則為 50-80；由前人研究中得知斷層帶周圍會隨著地層特性不同而導致 Q 值的變化。而 Wang(2009)對於中國內陸崑崙斷層之 S 波衰減特性，認為此斷層帶之 $Q_s = 15$ 。由上述多數前人之研究當中發現，斷層帶皆為低 Q 值，其值介於 10 至 80，且會隨著深度增加而增加，但上述之斷層帶皆是垂直方向，上下盤則為斷層兩側，和車籠埔斷層 30 度逆衝的性質不同。

本研究進而以利 TCDP 井下地震儀的經驗，分析中央氣象局新一代地震觀測網建置計畫中的井下地震儀，其分別於各站址設置一部地表加速度地震儀及井下二部地震儀(加速度及寬頻地震儀)，以提昇台灣地區地震測報作業的效能。本研究針對其中三個測站包括 NNSH、HWA 及 WJS 三個井下地震站，分析其方位角及時

間的可能校正，我們選取資料品質較好，能清楚辨識波相的測站紀錄，做為分析範例，得出各測站的方位修正。資料篩選修正後，以此三個井下地震站記錄的氣象局定位的地震在井下寬頻地震儀(WJS、HWA 及 NNSH)所紀錄到的地震波做頻譜分析後，得到的其地震矩規模,MW。將此得到的 MW 與氣象局的 ML 進行迴歸，找出其相關經驗關係式，以探討未來井下地震儀的偵測能力。

中央氣象局新一代地震觀測網建置計畫，分別於各站址設置一部地表加速度地震儀及井下二部地震儀(加速度及寬頻地震儀)，以提昇台灣地區地震測報作業的效能。為了完成井下地震儀方位角的校正，我們選取資料品質較好，能清楚辨識波相的測站紀錄，做為分析範例。經資料篩選後，我們分別選取 2011 年 3 月 12 日發生於台灣中部，規模 3.73 的地震，以及 3 月 18 日發生於台灣東部外海，規模 4.39 的地震事件做為分析範例。以下則對 3 月 12 日的地震事件簡稱為「事件一」，3 月 18 日的地震簡稱為「事件二」。分析的測站包括 NNSH、HWA 及 WJS 三個測站。圖一為分析範例的二個地震事件及 NNSH、HWA、WJS 三個測站和周圍井下測站之分佈圖。

資料分析及處理

因地表站之記錄容易受雜訊之影響，且其站址位置與井下地震儀佈置的位置仍有差距，因此我們將對井下寬頻地震儀和井下加速度地震儀的波形做比較。並以具有正確方位校正的寬頻地震儀之波形資料為基準，對井下加速度地震儀所接收的波形資料做修正，完成方位角校正。

首先，所有加速度地震儀的波形將積分到速度型的地震波。而為了能夠清楚地辨識波相，對於每一測站所接收到所有分量之地震波，將先使用 1Hz 的高通濾波做處理。接著藉由水平分量波形的比對，以及質點運動軌跡的分析，對波相做旋轉，使得井下加速度地震儀的波形和質點運動軌跡與寬頻地震儀的波形一致，以完成修正。以下將以三個測站為例，分別描述。

WJS 站

圖二(左)為 WJS 測站，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形比較。由上至下分別為地表加速度(FBA_01)、井下加速度(ACC_02)及井下寬頻(BB_02) 的波形資料在 E、N、Z 三個分量上的比較。圖中顯示，地表站所收到的走時較井下的走時早。而井下加速度和寬頻地震儀的 z 分量波形一致，

但水平分量明顯不同。修正前，在圖二(右)的水平分量質點運動軌跡的比較上，可以看出，加速度地震儀的震波質點運動與寬頻地震儀的震波模式相似，但是兩者之間相差一個相角。相同的現象也出現在事件二的記錄中(圖三)。因此，我們將根據井下寬頻地震波的質點運動軌跡為基準，對井下加速度型地震儀的質點運動軌跡做旋轉，使得井下加速度的質點運動軌跡與寬頻地震波完全一致。圖四為事件一的波形記錄在井下加速度地震儀的波形做北往西 128 度的旋轉後的結果，兩者的水平分量波形幾乎完全一致。同樣地，我們以相同的修正值對 WJS 測站所收到地震事件二之記錄做修正，修正完成後，井下加速度及寬頻地震儀所記錄的速度型波形幾乎完全吻合(圖五)。

HWA 站

在 HWA 測站，其所收到的事件一震波記錄，在地表強震站並不會有走時較早抵達的現象。而井下加速度及寬頻地震儀波形在水平分量的差異性仍然存在(圖六左)。若以震波質點運動來分析，質點的運動模式除了一個相位差外，仍然相當相似(圖六右)。同樣地，在所收到地震事件二的震波記錄中，也有相同的現象(圖七)。運用與測站 WJS 相同的分析方式，將 HWA 所收到的震波記錄做北往東 152 度的旋轉。修正後，井下加速度地震儀與寬頻地震儀所收到的波形則趨一致(圖八、九)。

NNSH 站

在 NNSH 測站上，對於事件一的波形記錄，其井下加速度地震儀的資料品質並不好，因此我們將直接使用事件二的資料來做方位角的修正。圖十與圖十一分別為地震事件二的波形在修正前與修正後的波形記錄。修正前，井下加速度的 N 分量波形和寬頻的 E 分量波形一樣。而井下加速度的 E 分量波形和寬頻地震儀的 N 分量波形一樣，但波形極性相反。在質點運動分析上則顯示它們相差一個 90 度的相角。因此，NNSH 的測站資料，需對井下加速度地震儀之波形做北往東 90 度的旋轉，以完成校正。

為了瞭解各地震儀的訊號主頻與震幅值的關係，我們以地震事件二為例，做頻譜分析比較(圖十二)。在 WJS 測站，地表加速度的 P 波和 S 波波相皆比井下加速度及寬頻的波相早到。而 HWA 及 NNSH 則無此現象。分析震幅頻譜，則三個

測站的波形訊號主要分佈在 0.5 至 15Hz 的頻率範圍，15Hz 後訊號則明顯受雜訊影響。此外，三個地表加速度地震儀的 P 波和 S 波振幅(灰色曲線)皆比井下地震儀地震波的頻譜振幅值大，其中又以 S 波最為明顯。此現象可能是地表站受到淺層沉積物的放大效應所造成。

在各測站地表與井下地震儀的頻譜比較中，為了瞭解各地震儀的訊號主頻與震幅值的關係，我們以地震事件二為例，做頻譜分析比較(圖十二)。在 WJS 測站，地表加速度的 P 波和 S 波波相皆比井下加速度及寬頻的波相早到。而 HWA 及 NNSH 則無此現象。分析震幅頻譜，則三個測站的波形訊號主要分佈在 0.5 至 15Hz 的頻率範圍，15Hz 後訊號則明顯受雜訊影響。此外，三個地表加速度地震儀的 P 波和 S 波振幅(灰色曲線)皆比井下地震儀地震波的頻譜振幅值大，其中又以 S 波最為明顯。此現象可能是地表站受到淺層沉積物的放大效應所造成。

井下地震儀紀錄 M_w 與 M_L 的關係

氣象局有報告的地震事件

為了瞭解目前井下地震儀紀錄 M_L 與 M_w 的關係，我們首先分析 2011 年 3 月 12 日至 3 月 19 日(Julian Day: 71 至 78)的井下地震儀資料，由於強震儀對小地震的解析較差，因此，主要以井下寬頻地震站為主。期間，氣象局公布的地震資訊共有 16 筆，每筆地震利用 3 個井下寬頻地震儀(WJS、HWA 及 NNSH)所紀錄到的地震波做處理後，將得到的 M_w 與氣象局的 M_L 進行迴歸，找出其關係式。分析步驟為：定出發震時間及發震地點後，可將 E、N 分量旋轉至 R、T 分量，接著利用 T 分量可找出 SH 波做頻譜擬合得到地震矩(圖十三)，頻譜擬合主要採用下列式子(林彥宇，碩士論文 2008)：

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 \Omega_0 d}{F}$$

F 為 S 波輻射效應，設定為 0.63； ρ 為地層密度(2700 Kg/m^3)； v 為 S 波波速(2601 m/s)； d 為震央距(m)。再利用地震矩估計地震矩規模(Kanamori, 1997)，便可得到 M_w ：

$$M_w = \left(\frac{\log M_0}{1.5} \right) - 10.73$$

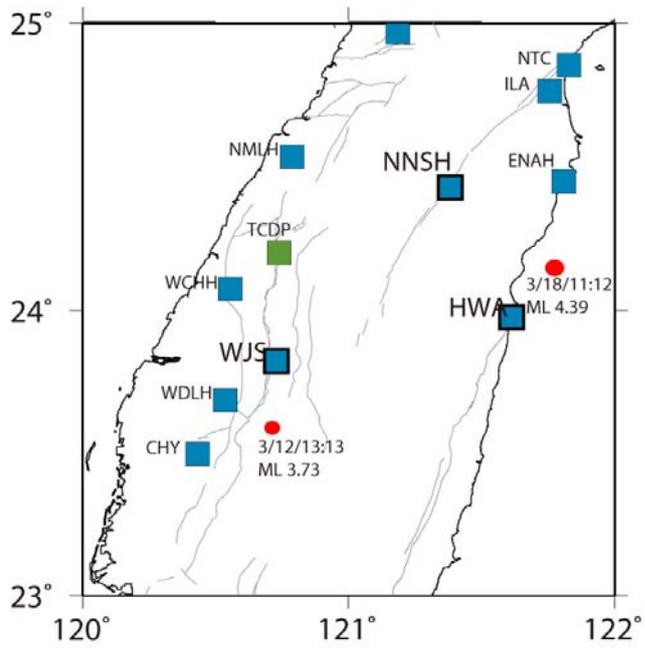
經以上分析結果，將 3 個井下寬頻地震儀，全部 16 筆有報告並紀錄良好的地震資料，得到 M_w 與氣象局報告的 M_L 值進行迴歸比較，得到一組關係式， $M_w = 0.7389 M_L + 0.8271$ ，如(圖十四)所示，詳細資訊與結果統整如表一。圖十五顯示 16 筆事件之 3 個井下寬頻地震儀所得的 M_w ，與氣象局報告的 M_L 經過迴歸式運算後所得之 M_w 比較。

氣象局無報告的地震事件

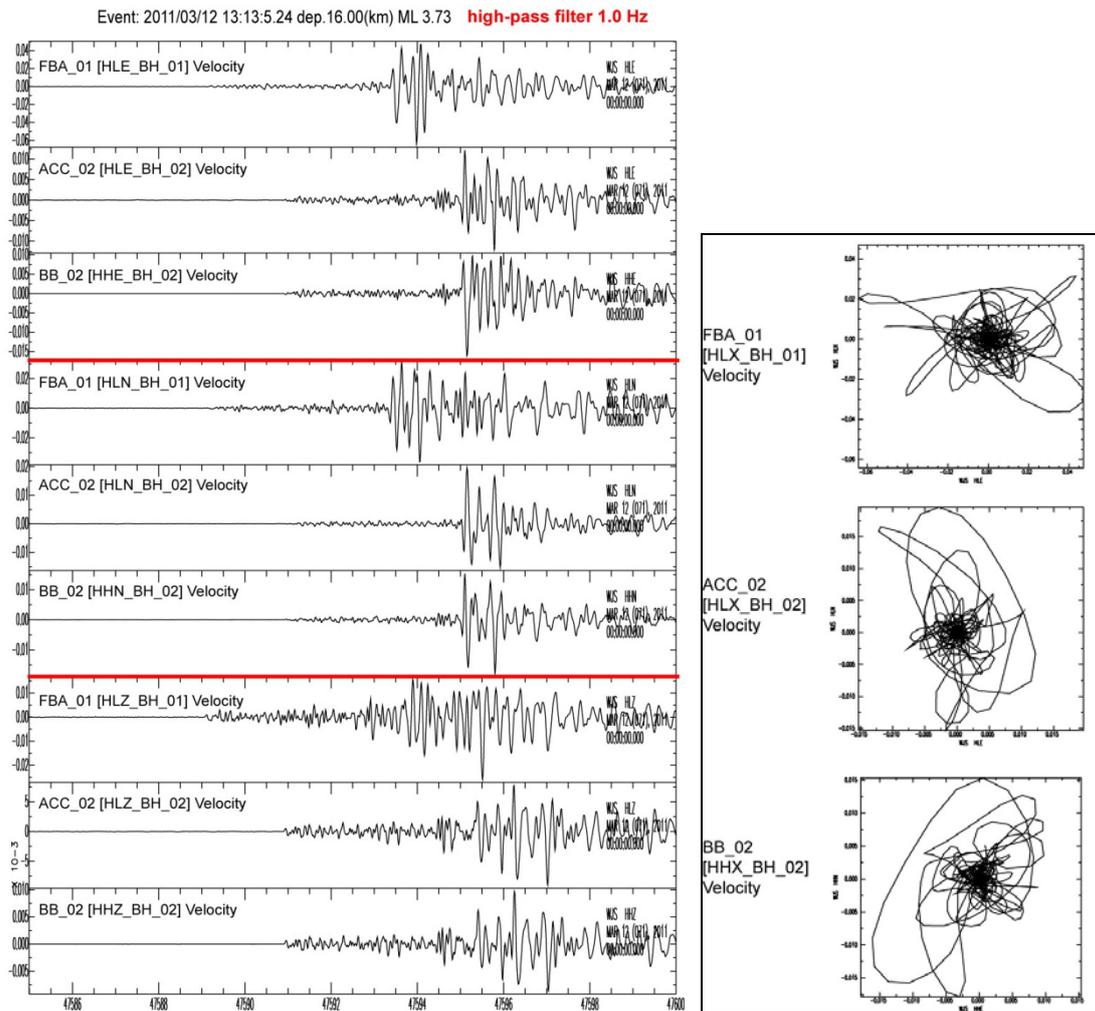
地震數目統計，將每一天(2011 年 3 月 12 日至 3 月 19 日)氣象局有資訊報告的地震數目與井下寬頻地震儀有地震波紀錄的地震數目進行比較，以 WJS 站的紀錄進行統計，如(圖十六)，所示。由於氣象局無報告的地震事件無法得知其詳細發震位置與時間，因此，無法將 E、N 分量旋轉至 R、T 分量得到 SH 波的頻譜擬合以及 M_w 。我們利用人工將 E、N 分量找到 SH 波震幅最大的角度即視為 R、T 分量的旋轉角度，再利用 P、S 波的到時差可找出震央距(因不知發震地點與深度，所以將 P 波波速設定為 5.5 km/s，S 波波速為 P 的 $1/\sqrt{3}$)，有了這些資訊，即可透過頻譜擬合得到 M_w 。為了測試此種分析的可靠度，我們以 WJS 井下寬頻地震儀，事件 3 為例進行測試。經由上述分析步驟後，將得到的 M_w 與利用 SH 波的頻譜擬合所得之 M_w 比較，研究結果顯示，以此分析所得到的 M_w 為 3.89，與利用已知的 T 分量 SH 波頻譜擬合分析得到的 M_w 為 3.98 差異不多，暗示此方法是可行的。未來第三年的計畫，將此一方法偵測側戰的可能記錄的最小地震。

結論

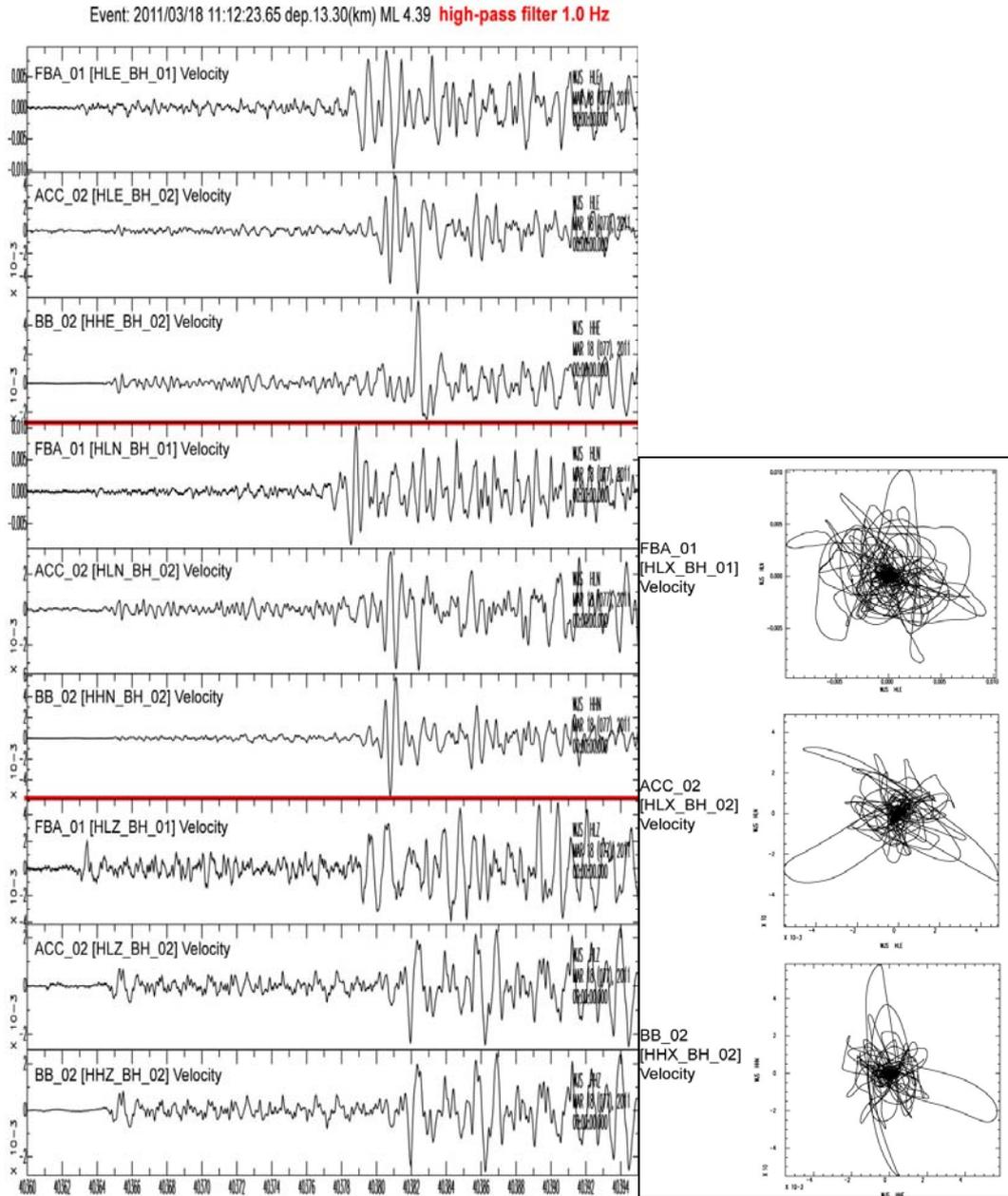
對於井下加速度地震儀的方位角校正，本研究簡單地運用各測站水平分量震波質點運動軌跡與標準波形(井下寬頻地震儀之記錄)的比較，以獲得各井下加速度地震儀的方位角校準值，以完成修正。其中，WJS 站的修正值為北往西 128 度、HWA 站為北往東 152 度，而 NNSH 站則為北往東 90 度。井下地震儀紀錄 M_w 與 M_L 的關係研究中，得出 $M_w = 0.7389 M_L + 0.8271$ 的關係式，經測試驗證此經驗公式可能運用至井下地震儀氣象局無報告的地震事件，有效瞭解各井下地震儀之可能偵測能力。



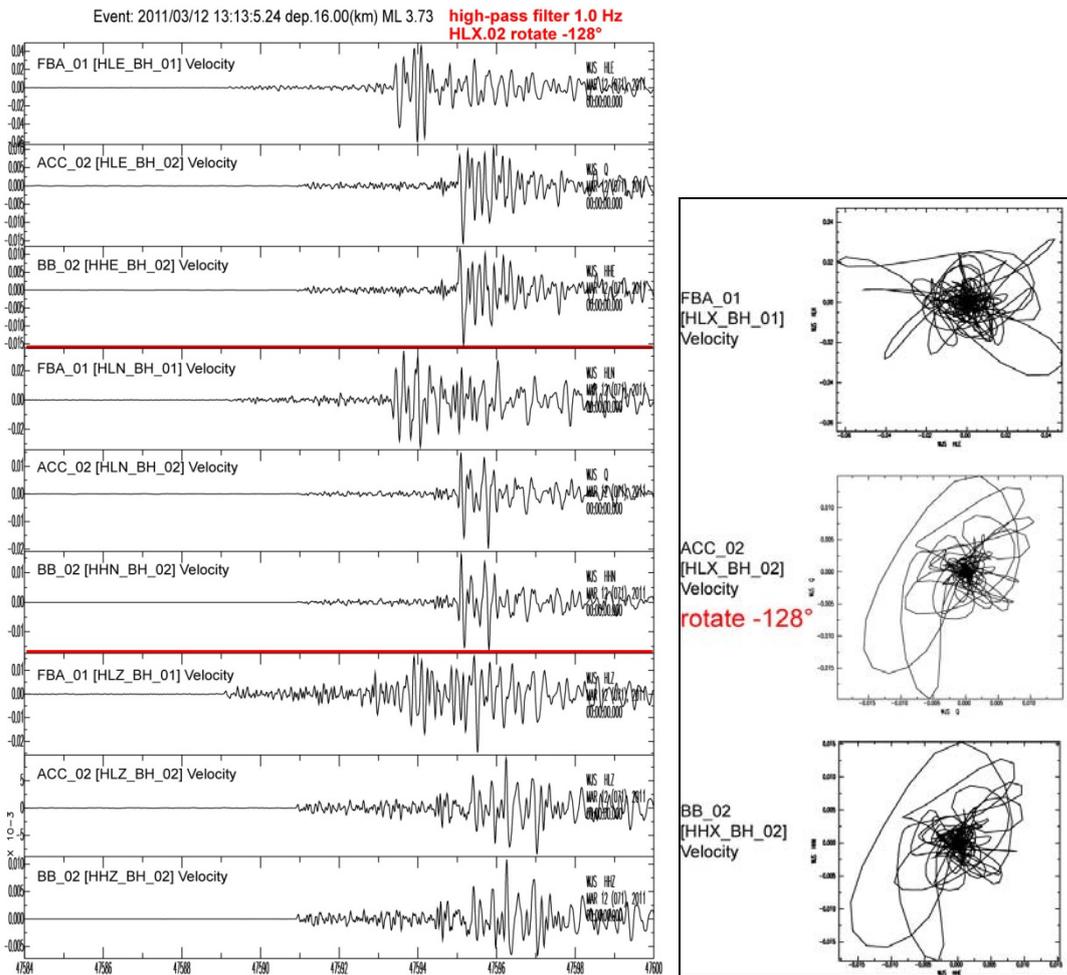
圖一 分析範例的二個地震事件(紅點)及 NNSH、HWA、WJS 三個測站和周圍
井下測站(藍色方塊)之分佈圖，綠色方塊為 TCDP 井下地震儀之位置。



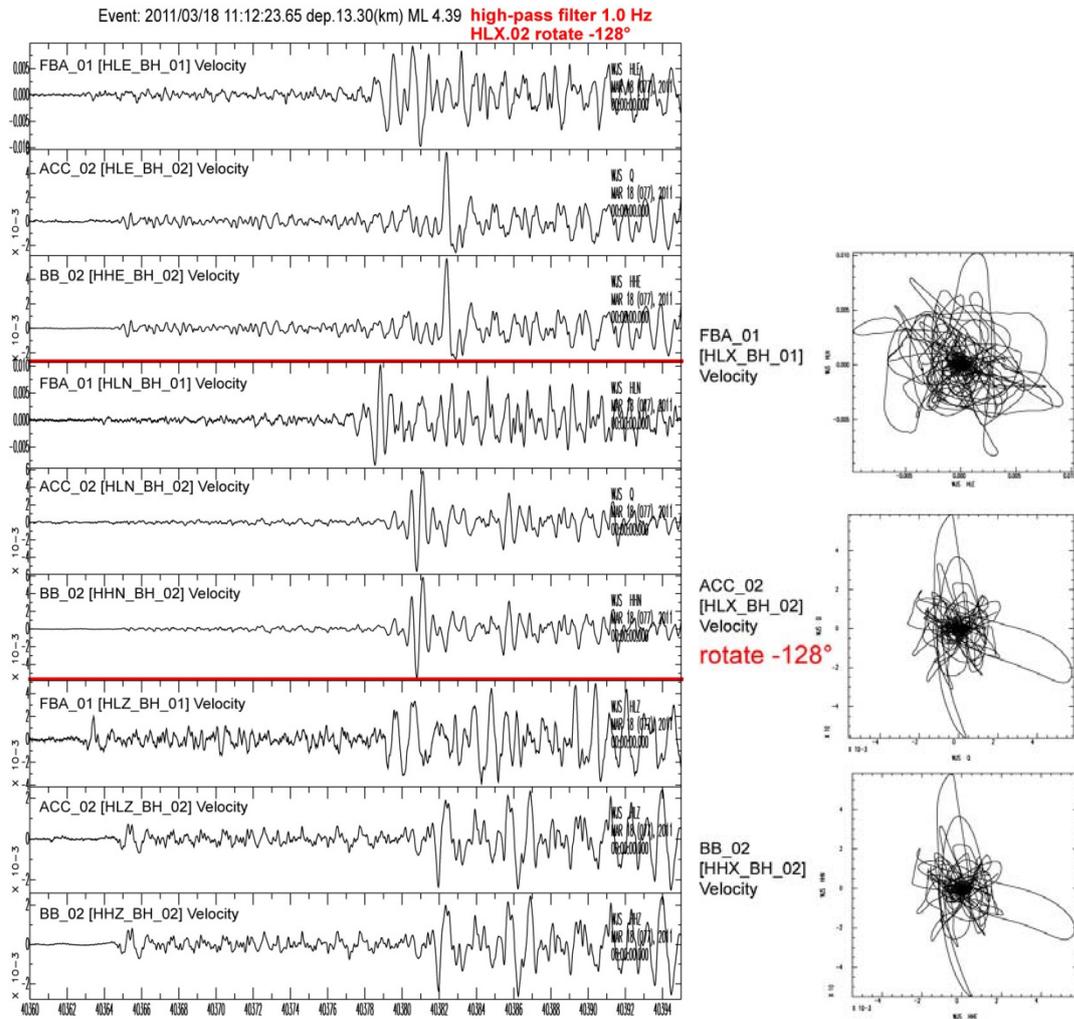
圖二 (左)WJS 測站所接收到事件一的波形記錄，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形的比較，由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，FBA_01、ACC_02、BB_02 分別代表地表加速度、井下加速度及井下寬頻的波形資料。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。



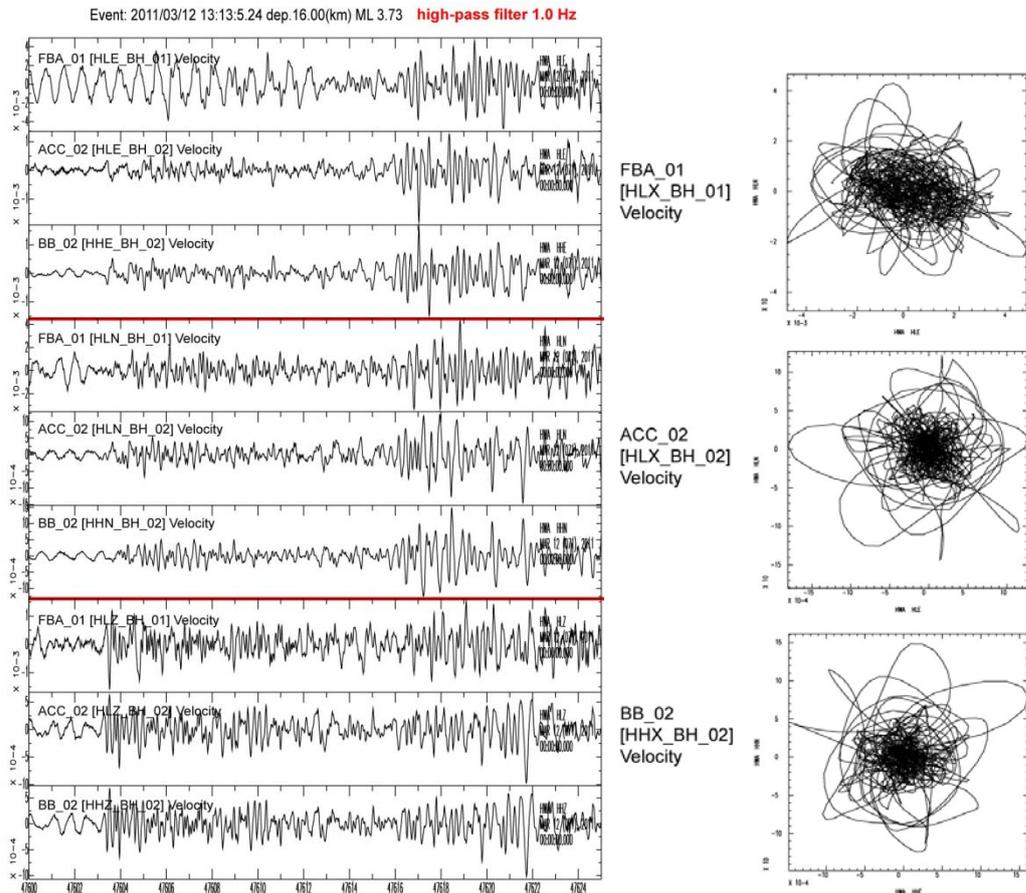
圖三 (左)WJS 測站所接收到事件二的波形記錄，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形的比較，由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，FBA_01、ACC_02、BB_02 分別代表地表加速度、井下加速度及井下寬頻的波形資料。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。



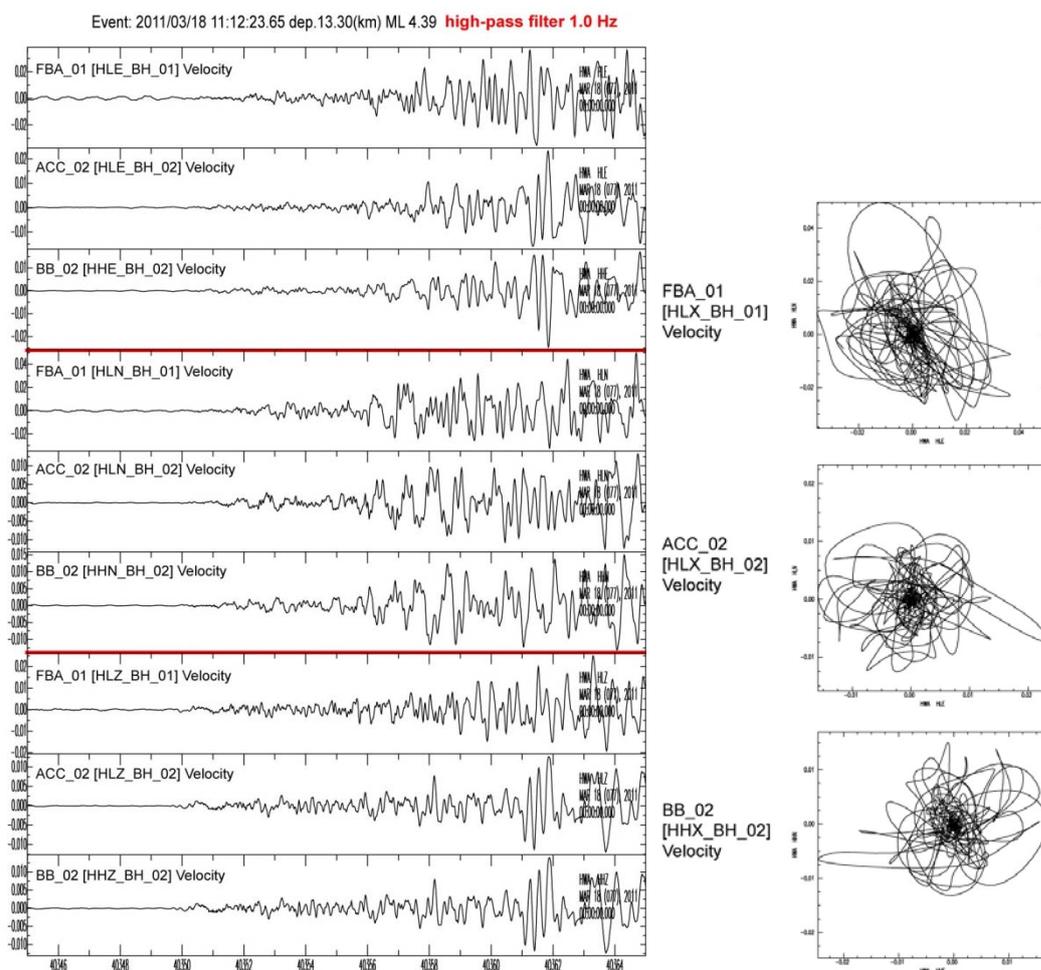
圖四 (左)WJS 測站完成方位角修正後的事件一波形記錄。由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，地表加速度地震儀(FBA_01)、井下加速度地震儀(ACC_02)及井下寬頻(BB_02)的波形比較。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。



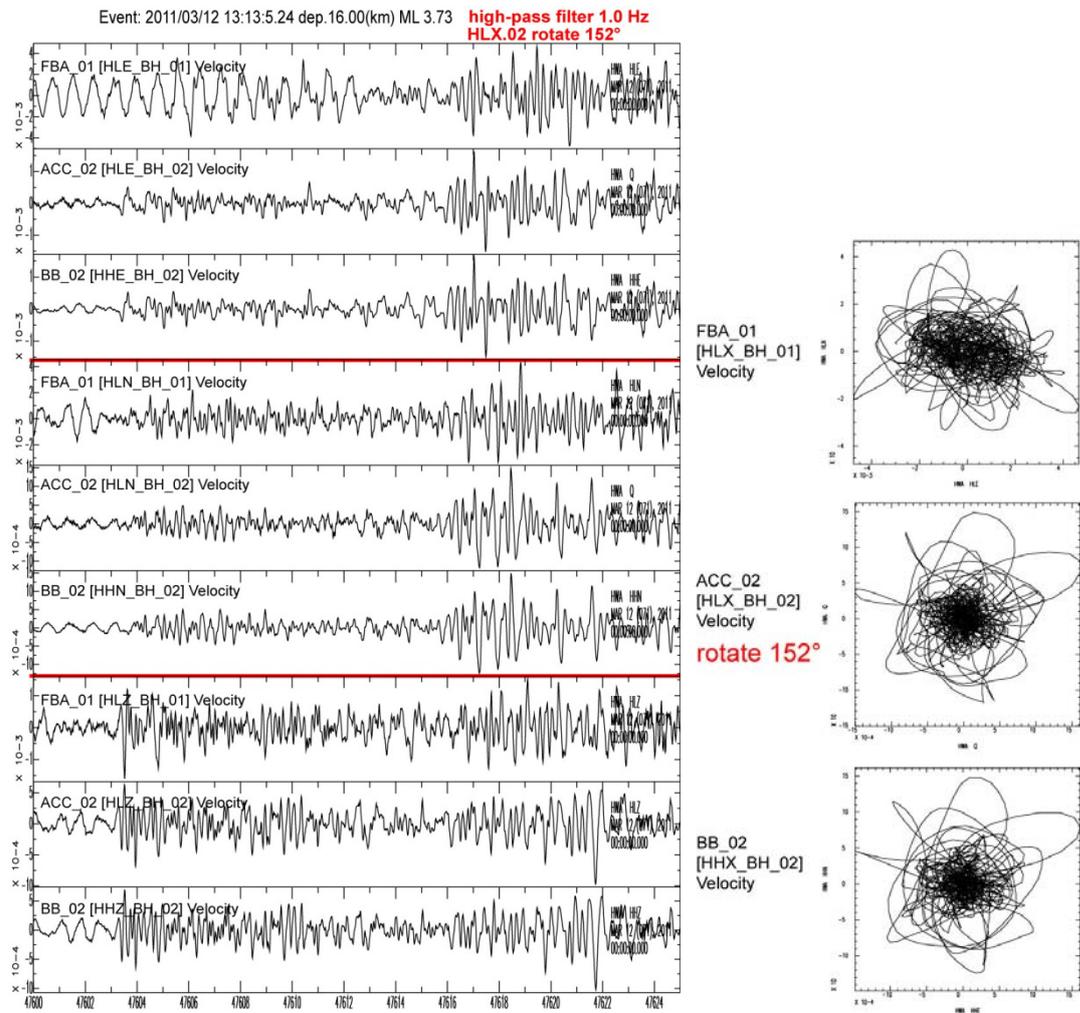
圖五 (左)WJS 測站完成方位角修正後的事件二波形記錄。由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，地表加速度地震儀(FBA_01)、井下加速度地震儀(ACC_02)及井下寬頻(BB_02)的波形比較。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。



圖六 (左)HWA 測站所接收到事件一的波形記錄，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形的比較，由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，FBA_01、ACC_02、BB_02 分別代表地表加速度、井下加速度及井下寬頻的波形資料。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。

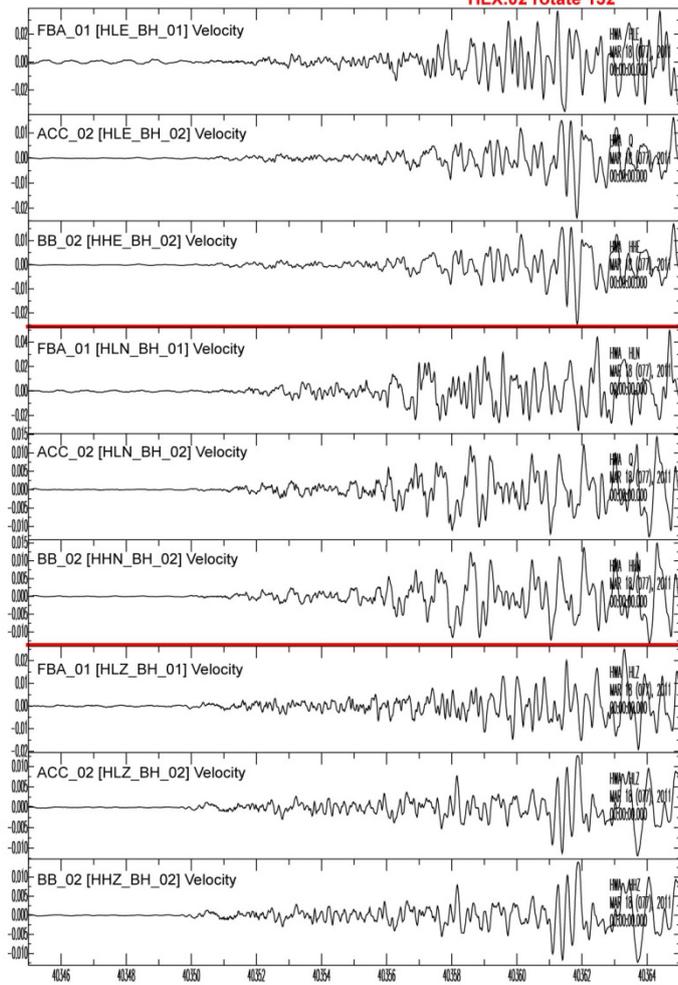


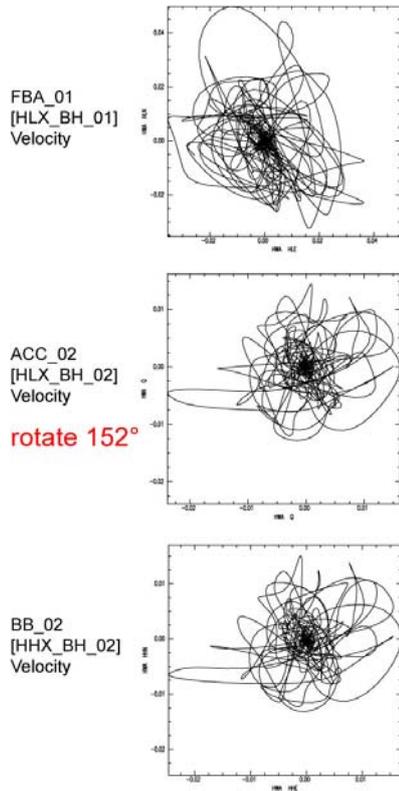
圖七 (左)HWA 測站所接收到事件二的波形記錄，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形的比較，由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，FBA_01、ACC_02、BB_02 分別代表地表加速度、井下加速度及井下寬頻的波形資料。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。



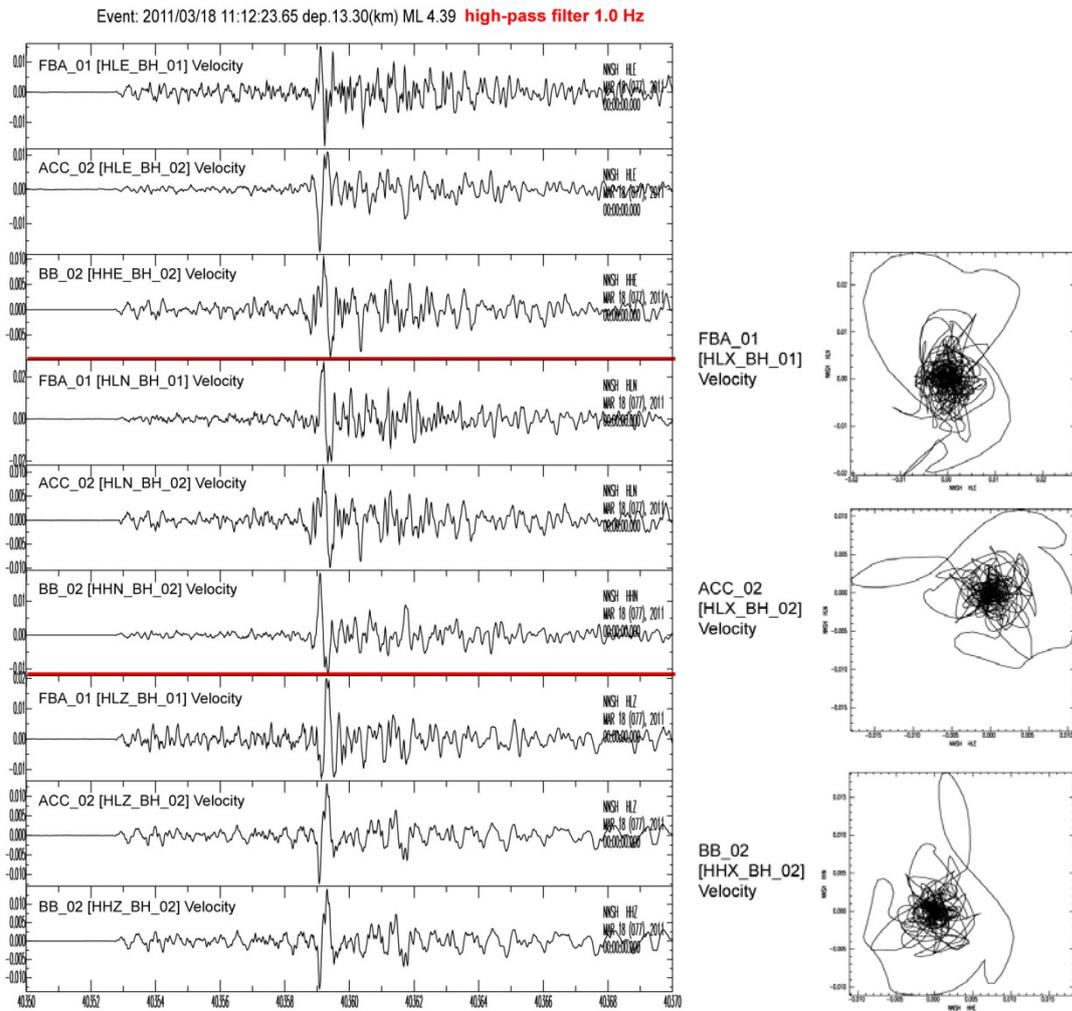
圖八 (左)HWA 測站完成方位角修正後的事件一波形記錄。由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，地表加速度地震儀(FBA_01)、井下加速度地震儀(ACC_02)及井下寬頻(BB_02)的波形比較。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。

Event: 2011/03/18 11:12:23.65 dep.13.30(km) ML 4.39 **high-pass filter 1.0 Hz**
HLX.02 rotate 152°

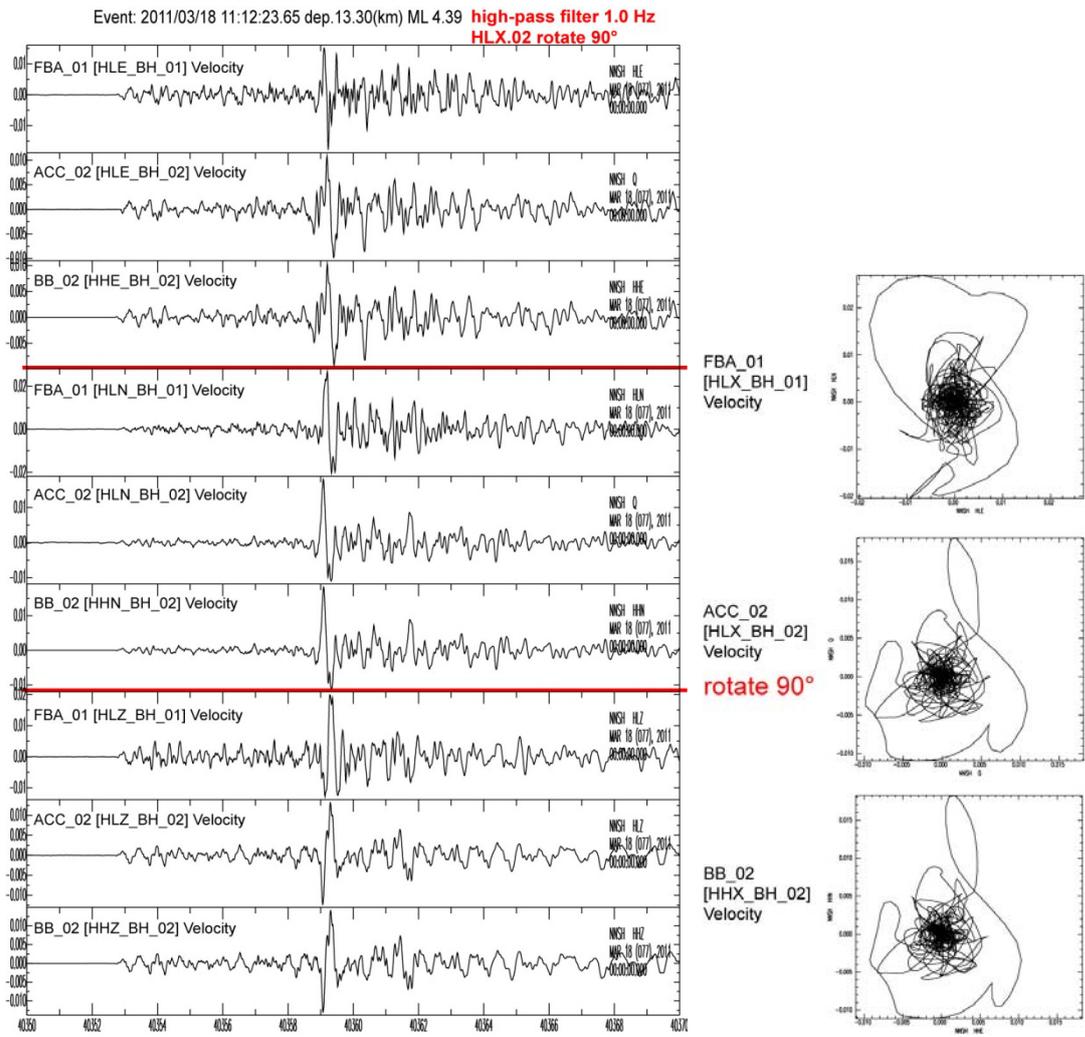




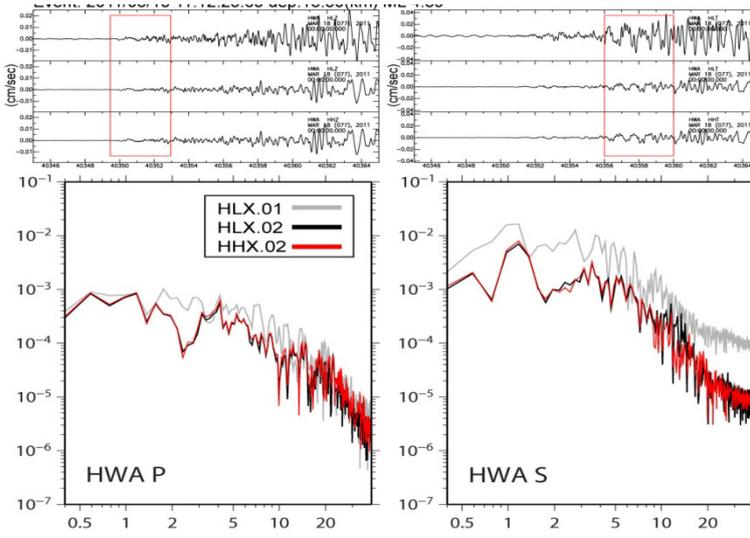
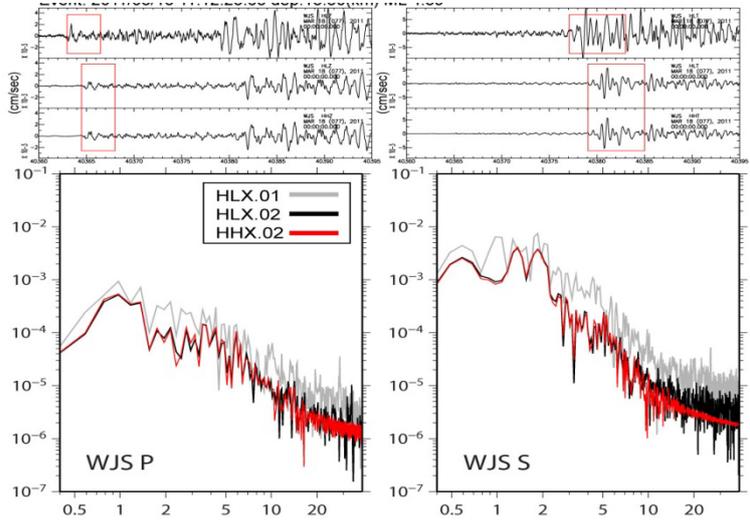
圖九 (左)HWA 測站完成方位角修正後的事件二波形記錄。由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，地表加速度地震儀(FBA_01)、井下加速度地震儀(ACC_02)及井下寬頻(BB_02)的波形比較。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。

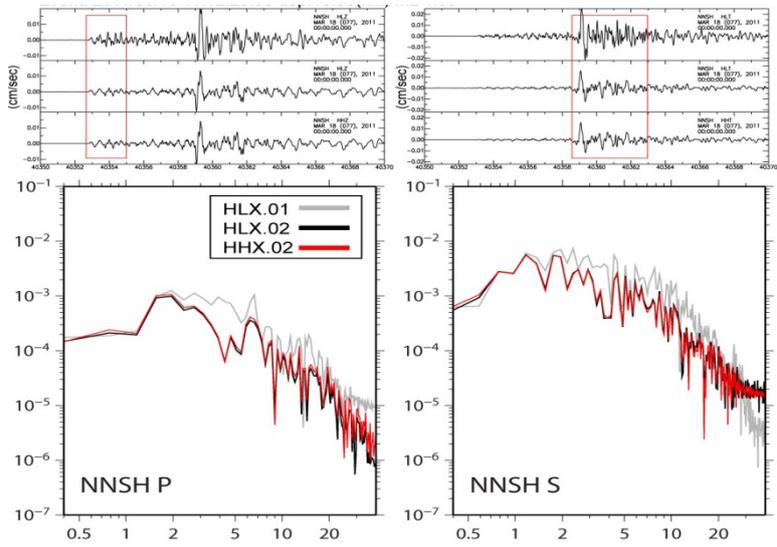


圖十 (左)方位角修正前，NNSH 測站所接收到事件二的波形記錄，其地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的速度型波形的比較，由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，FBA_01、ACC_02、BB_02 分別代表地表加速度、井下加速度及井下寬頻的波形資料。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。

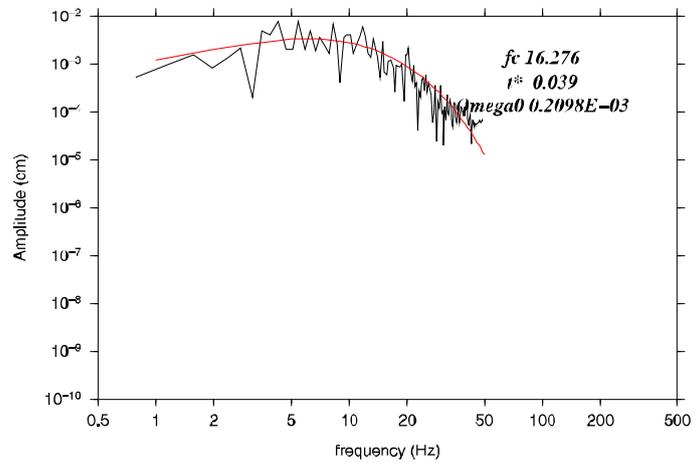


圖十一 (左)NNSH 測站完成方位角修正後的事件二波形記錄。由上至下分別為 E、N、Z 三個分量，地表加速度地震儀(FBA_01)、井下加速度地震儀 (ACC_02)及井下寬頻(BB_02)的波形比較。(右)地表加速度地震儀和井下加速度地震儀、井下寬頻地震儀的水平分量質點運動軌跡之比較。

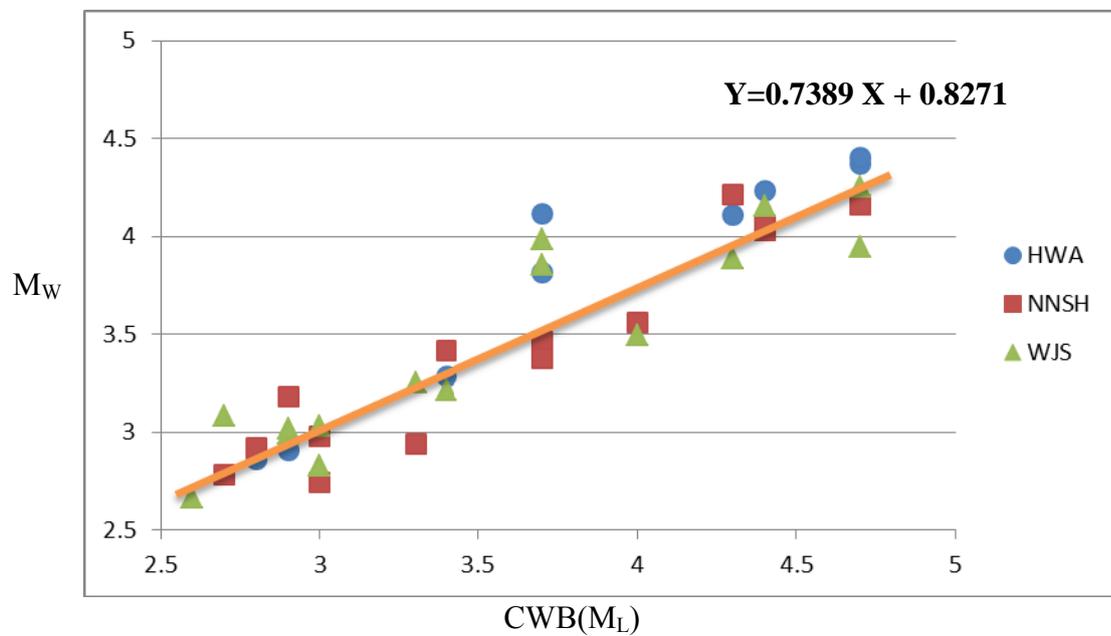




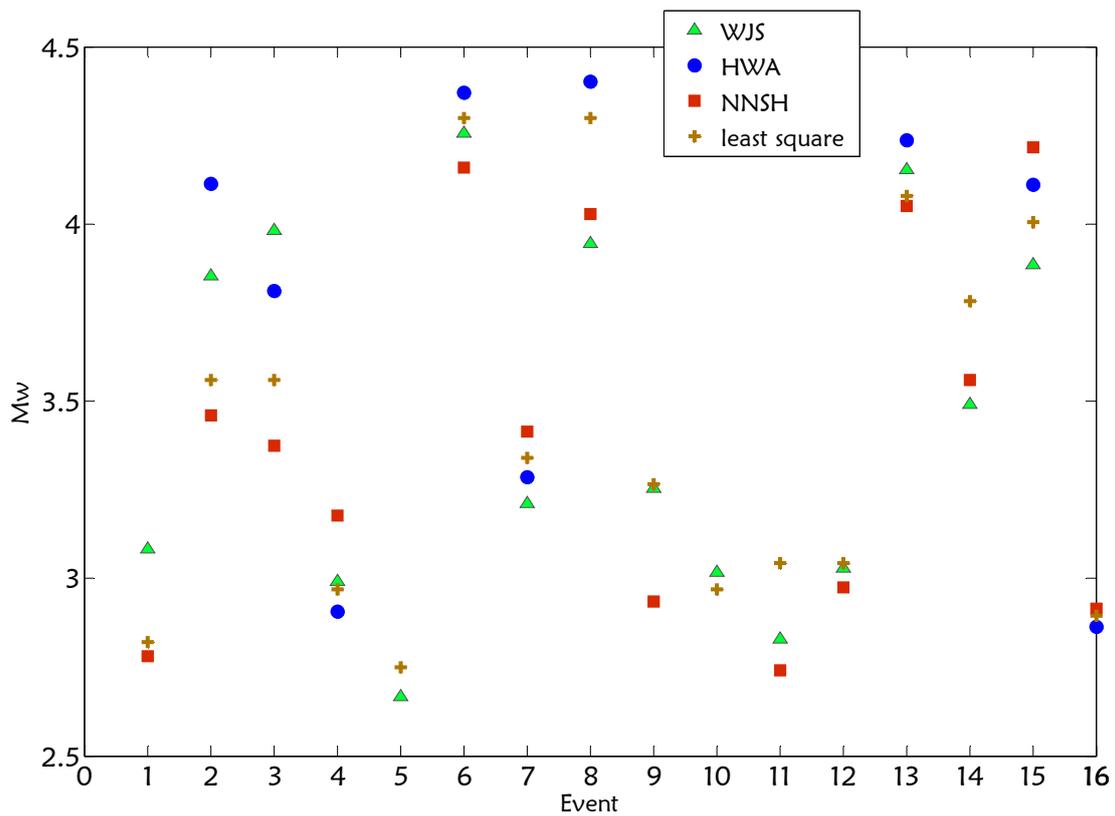
圖十二 由上而下分別為 WJS、HWA、NNSH 測站各地震儀所收到事件二的 P 波(左)及 S 波(右)訊號與對應的震幅頻譜圖。



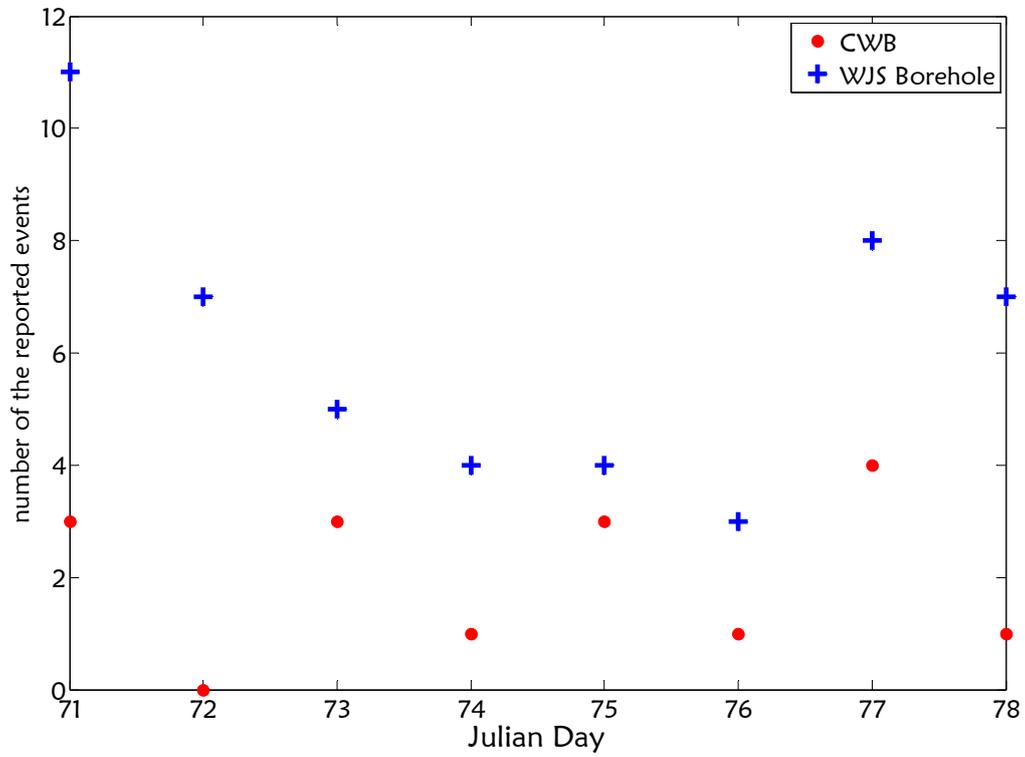
圖十三 SH 波的頻譜擬合，得 Ω_0 ，即可透過公式計算 M_w 。



圖十四 井下寬頻地震儀站得到的 M_w 與氣象局結果報告中的 M_L 值迴歸後之經驗關係式： $M_w = 0.7389 M_L + 0.8271$ 。



圖十五 16筆事件之3個井下寬頻地震儀所得的 M_w ，與氣象局報告的 M_L 經過迴歸式運算後所得之 M_w 比較。綠色三角形為WJS站計算得出的 M_w ，藍色圓圈為HWA站的結果，紅色矩形為NNSGH的結果；土黃色十字型為氣象局報告的 M_L 經過迴歸式運算後所得的 M_w 。



圖十六 將 2011 年 3 月 12 日至 3 月 18 日，氣象局有資訊報告的地震數目與 WJS 井下寬頻地震儀有地震波紀錄的地震數目比較。紅色圓圈為氣象局有報告的地震數目，藍色十字型為 WJS 井下寬頻地震儀有地震波紀錄的地震數目。

表一 16 筆地震事件之相關資訊，包含氣象局報告的結果，與採用 3 個井下寬頻地震儀站所得的 M_w

No.	Origin time	Lon(E)	Lat(N)	Dep(km)	Mag(M_L)	WJS(M_w)	HWA(M_w)	NNSH(M_w)
1	2011/03/12, 01:13:19.8	120.62	23.6	8.6	2.7	3.08		2.78
2	2011/03/12, 13:13:05.2	120.71	23.59	16	3.7	3.85	4.11	3.46
3	2011/03/12, 14:20:04.7	120.72	23.59	16.2	3.7	3.98	3.81	3.37
4	2011/03/14, 12:33:52.8	120.94	24.38	10	2.9	2.99	2.91	3.18
5	2011/03/14, 13:15:22.3	120.48	23.45	8.5	2.6	2.67		
6	2011/03/14, 17:21:57.2	121.37	22.19	20.7	4.7	4.26	4.37	4.16
7	2011/03/15, 13:56:54.0	121.97	24.49	19.1	3.4	3.21	3.29	3.41
8	2011/03/16, 12:27:20.3	121.27	22.92	16.3	3.3	3.25		2.94
9	2011/03/16, 13:12:16.6	120.68	22.56	34.9	4.7	3.95	4.40	4.03
10	2011/03/16, 16:43:40.9	120.35	23.47	10.1	2.9	3.02		
11	2011/03/17, 04:43:17.4	120.35	23.47	10	3.0	2.83		2.74
12	2011/03/18, 03:36:21.0	120.75	23.15	12.1	3.0	3.03		2.98
13	2011/03/18, 11:12:23.7	121.78	24.16	13.3	4.4	4.15	4.24	4.05
14	2011/03/18, 12:45:27.4	121.19	22.08	36.7	4.0	3.49		3.56
15	2011/03/18, 21:56:46.9	121.94	24.48	18.4	4.3	3.88	4.11	4.22
16	2011/03/19, 16:10:34.5	121.82	24.45	17.7	2.8		2.86	2.92

參考資料

- Abercrombie, R. E. (2000). "Crustal attenuation and site effects at Parkfield, California." Journal of Geophysical Research-Solid Earth **105**(B3): 6277-6286.
- Bennington, N., C. Thurber, et al. (2008). "Three-Dimensional Seismic Attenuation Structure around the SAFOD Site, Parkfield, California." Bulletin of the Seismological Society of America **98**(6): 2934-2947.
- Kanamori, H. (1977). "The Energy Release in Great Earthquakes", J. Geophys. Res. **82**(20): 2981-2987.
- Jongmans, D. and P. E. Malin (1995). "Microearthquake S-wave observations from 0 to 1 km in the Varian well at Parkfield, California." Bulletin of the Seismological Society of America **85**(6): 1805-1820.
- Wang, C. Y., W. D. Mooney, et al. (2009). "Shallow seismic structure of Kunlun fault zone in northern Tibetan Plateau, China: implications for the 2001 Ms8. 1 Kunlun earthquake." Geophysical Journal International **177**(3): 978-1000.
- 林彥宇，2008。TCDP井下地震儀之觀測與微地震尺度分析，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。